

Jaskinie lawowe — zarys problematyki

Michał Gradziński*, Renata Jach*

Lava tube caves — generals. Prz. Geol., 49: 1191–1196.

Summary. Caves developed in lavas are not broadly known despite the fact that they are quite a common phenomenon in some parts of the world. Majority of such caves form as lava tubes and they are called lava tube caves. The origin of lava tubes is related to flows of basaltic lava. They are mostly developed in a low-viscous pahoehoe type of basaltic lava, but some caves located in a viscous aa lava are also known. The origin of the lava tubes has been ascribed to various mechanisms. The most frequent seems to be the growth of stationary crust over a flowing lava stream. Finally, this crust completely roofs a lava stream. This is brought about by a contrasting thermal gradient between the flowing lava and the atmosphere. The lava tubes are good heat isolators and they act as long conduits for flowing lava. Thus, they are a very important factor for propagation of lava and the origin of broad lava flows. The flowing lava widens the tube as a result of thermal and mechanical erosion. The above processes form several characteristic features of lava tube interior, e.g. incised meandering channels, lavafalls, skylights, lava balls. Other features, for example, lateral benches, internal levées, tube-in-tube structures, are effects of lava accretion inside the tubes. Various speleothems made of gypsum, calcium carbonate, as well as opal can form in lava tube caves.

Key words: lava tubes, lava tube caves, volcanism

Jaskinie rozwinięte w lawach są stosunkowo słabo znane poza wąskim kręgiem specjalistów zajmujących się wulkanologią i wulkanospeleologią. Tymczasem jaskinie te osiągają znaczne rozmiary dorównujące największym jaskiniom krasowym i są stosunkowo szeroko rozprzeszczerzone na świecie. Powstawanie takich jaskiń jest zjawiskiem częstym, a ich znaczenie jest duże zarówno dla wulkanologii i innych gałęzi nauk przyrodniczych, jak i dla archeologii. Celem tego artykułu jest przybliżenie problematyki dotyczącej jaskiń lawowych polskiemu Czytelnikowi. Inspiracją do jego napisania był pobyt wiosną w 2001 r. na Wyspach Kanaryjskich w jednym z największych na świecie jaskiniach lawowych.

Jaskinie rozwinięte w lawach — kwestie terminologiczne

Największe jaskinie rozwinięte w lawach są fragmentami rur lawowych zwanych w angielskojęzycznej literaturze *lava tubes*. Jaskinie takie nazywane są *lava tube caves*. Ponieważ polskojęzyczny ekwiwalent tego terminu nie był do tej pory zaproponowany, autorzy będą te jaskinie określać w uproszczeniu jako rury lawowe. Termin ten jest wygodny przy omawianiu genezy takich obiektów. Natomiast termin jaskinia jest stosowany tylko dla dostępnych dla człowieka fragmentów rur lawowych. W przeciwieństwie do rury lawowej koryto lawowe (*lava channel*) jest to otwarty od góry kanał pierwotnie wypełniony płynącą lawą.

W celu wyjaśnienia trzeba dodać, że istnieją również jaskinie rozwinięte w lawach lecz nie będące fragmentami rur lawowych (por. np. Wood, 1976). Należą do nich naturalne próżnie istniejące w środku nabrzmień lawy zwanych *tumulus*, i duże bąble powstałe na skutek rozprężania gazów zawartych w lawie (*pneumatogenic caves*, *blister caves*). Takie jaskinie nie są przedmiotem niniejszego artykułu. Artykuł ten nie dotyczy również wszelkiego typu jaskiń wtórnych, czyli epigenetycznych rozwiniętych w

skałach wylewnych, a powstałych w skutek różnorodnych procesów niszczenia tych skał.

Rozmieszczenie i wielkość jaskiń lawowych

Jaskinie lawowe znane są z wielu obszarów kuli ziemskiej (Chabert & Courbon, 1997). Genetycznie są one związane z wylewami law zasadowych i stąd szczególnie licznie występują na wyspach oceanicznych. Są znane np. z Hawajów, Wysp Kanaryjskich, Islandii, Wyspy Wielkanocnej, Galapagos, Azorów, Mauritiusa, Wysp Japońskich i Wyspy Czedżu (Korea) (Wood, 1976; Martinez de Pisón i in., 1989; Chabert & Courbon, 1997). Największym znanym skupieniem jaskiń lawowych są Hawaje. Odnotowanych jest tam ponad tysiąc takich obiektów (Medville & Medville, 1997). Natomiast na Teneryfie opisano dotychczas ponad 130 takich jaskiń (Aránega, 1995), a kilkadziesiąt na Mauritiusie (Middleton & Halliday, 1997). Jaskinie lawowe występują także w strefie ryftu afrykańskiego. W Kenii odnotowano ich ponad 140, a są znane także z terenu Ruandy, Ugandy i Tanzanii (Simons, 1998a). Ponadto licznie występują w zachodniej części Stanów Zjednoczonych, m.in. na terytorium stanów: Kalifornia, Utah, Oregon i Waszyngton. Na obszarze Europy największym skupieniem jaskiń lawowych jest Etna (Calvari & Pinkerton, 1999). Zdecydowana większość znanych jaskiń lawowych jest rozwinięta w lawach czwartorzędowych, a duża część w holocenach.

Jaskinie lawowe osiągają znaczne rozmiary, które są porównywalne z rozmiarami jaskiń krasowych (tab. 1). Największą znaną na świecie jest Kazumura Cave położona w masywie Kilauea na wyspie Hawajii. Jaskinia ta ma ponad 61 km długości i deniwelację 1101,5 m (Gulden, 2001). Według danych z początku tego roku długość dziewięciu jaskiń lawowych przekracza 10 km, a 54 dalszych 1 km (Gulden, 2001). Z pośród tych jaskiń najwięcej, bo aż 19, znajduje się na Hawajach. Przeciętnie jaskinie lawowe osiągają kilka metrów wysokości i szerokości, lecz były opisywane próżnie o wysokości do dwudziestu metrów i szerokości ok. 30 m (Peterson & Swanson, 1974; Allred & Allred, 1997; Simons, 1998a).

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; gradzinm@ing.uj.edu.pl; jach@ing.uj.edu.pl

Tab. 1. Najdłuższe jaskinie lawowe (wg Guldena, 2001 zmodyfikowane wg Aránega, 1995)

Table 1. The longest lava tube caves (after Golden, 2001 and Aránega, 1995)

Nazwa jaskini	Lokalizacja	Długość [m]	Deniwelacja [m]
Kazumura Cave	USA, Hawaje	61 420	1101,5
Cueva del Viento	Hiszpania, Wyspy Kanaryjskie	17 032	490
Hualalai Ranch Cave	USA, Hawaje	16 093	
Pahoia Cave	USA, Hawaje	16 000	350
Emerian Cave	USA, Hawaje	14 597	397,5
Leviathan Cave	Kenia, góry Chyulu	12 500	480
Bilemot Gul	Korea, wyspa Czedżu	11 749	
Mt. Susua Cave System	Kenia, Mt Susua	11 000	
Hue Hue Cave	USA, Hawaje	10 800	494,6
Eli — Maelstrom System	USA, Hawaje	9 334	

Geneza rur lawowych

Rury lawowe są genetycznie związane ze spływami law bazaltowych. Najczęściej rozwijają się one w odmianie lawy bazaltowej zwanej *pahoehoe* (np. Greeley & Hyde, 1972; Greeley, 1987; Allred & Allred, 1997), która cechuje się małą lepkością (Macdonald, 1953). Ostatnio jednak stwierdzono istnienie wielu jaskiń lawowych powstałych w charakteryzującej się większą lepkością lawie typu *aa* (Calvari & Pinkerton, 1998, 1999).

Lawy bazaltowe wypływają na powierzchnię ziemi mają temperaturę ok. 1200°C (Francis, 1993). Wypływająca lawa formuje tzw. spływ lawowy, który migruje w dół stoku. Towarzyszy temu obniżanie temperatury lawy i zwiększanie jej lepkości. Najdłuższe znane spływy bazaltowe na Ziemi, powstałe w miocenie na zachodzie dzisiejszych Stanów Zjednoczonych, osiągnęły nawet kilkaset kilometrów długości, a łączna objętość lawy

je budującej jest szacowana na setki kilometrów sześciennych (Francis, 1993). Znane spływy lawowe z Marsa i Księżyca osiągają jeszcze większe długości. Współcześnie powstające spływy są krótsze; najdłuższe z nich sięgają kilkudziesięciu kilometrów.

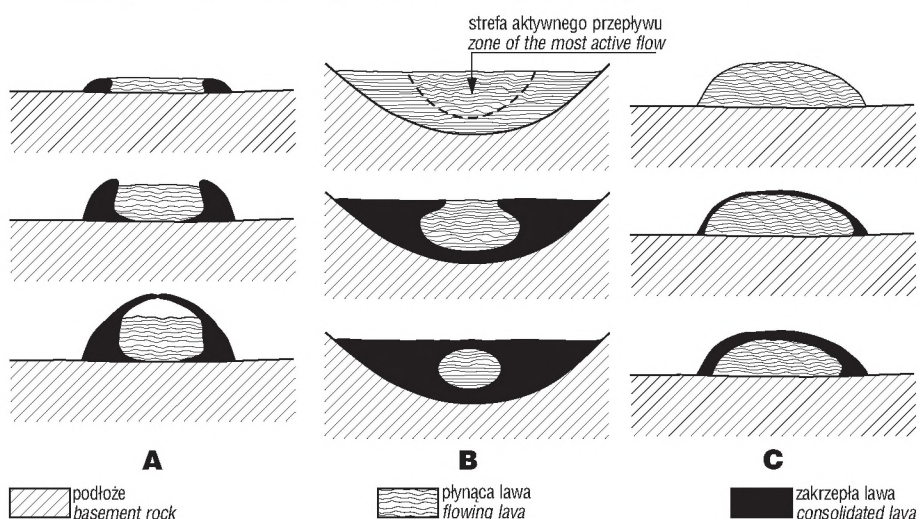
W obrębie spływu lawowego dochodzi do powstania rur lawowych. W literaturze odnotowano cztery procesy prowadzące do utworzenia rur lawowych. Wszystkie cztery są poniżej pokrótce scharakteryzowane. Na wstępie należy zaznaczyć, że pierwsze dwa zdają się mieć zdecydowanie istotniejsze znaczenie z punktu widzenia powstania obszernych i rozległych rur lawowych.

Pierwszy ze wspomnianych procesów polega na stopniowym przekształcaniu istniejącego koryta lawowego (*lava channel*) ograniczonego wałami przykorytowymi (*levées*) w rurę lawową. Początkowo pomiędzy wałami przykorytowymi płynie potok lawy, a wały są zasilane głównie przez fragmenty ciekłej lawy wyrzucanej poza obręb potoku w warunkach turbulentnego przepływu (Sparks i in., 1976). Krawędzie wałów ograniczających koryto mogą narastając zbliżać się do siebie, i w konsekwencji połączyć się tworząc rurę lawową, którą nadal płynie potok lawy (ryc. 1A). Ten mechanizm formowania rur lawowych zachodzi w spływach lawowych płynących z szybkością ok. 2–5 m/s (Greeley, 1987). Takie spływy zachodzą na powierzchniach o znacznym nachyleniu, co sprzyja turbulentnemu przepływowi lawy i tworzeniu się wałów przykorytowych.

Drugi mechanizm prowadzący do powstania rur lawowych polega na stopniowym wzroście skonsolidowanej skorupy lawowej ponad ciągle aktywnym, płynącym potokiem lawy. Proces ten zachodzi w przypadku laminarnego, stosunkowo spokojnego przepływu lawy, którego prędkość wynosi 1–3 m/s (Greeley, 1987). Wówczas spływ lawy koncentruje się w pewnych strefach formując potoki pomiędzy częściowo już zakrzepłą lawą. Potoki takie są stopniowo pokrywane skorupą krzepnącej lawy, która bądź przyrasta od brzegów, bądź w dół od miejsca wypływu lawy (Peterson & Swanson, 1974). Fragmenty takich skorup, zbudowanych z częściowo zakrzepłej lawy mogą być

porywane przez potok i spływają w dół w sposób analogiczny do kry na rzece (Greeley, 1971). Fragmenty te tworzą następnie zatory lub ponownie przyrastają do brzegu. Ostatecznie powstająca skorupa całkowicie pokrywa potok lawowy tworząc rurę lawową i izoluje stale płynący potok od atmosfery (ryc. 1B).

Wentworth & Macdonald (1953, s. 43–44) opisali jeszcze inny mechanizm prowadzący do powstania rur lawowych. Zachodzi on, gdy lawa płynie nie w postaci zwartego spływu lecz stosunkowo wąskimi palczastymi potokami, przyjmującymi wzór ameboidalny. Każdy z takich potoków pokrywany jest ze wszystkich stron skorupą krzepnącej lawy, i



Ryc. 1. Procesy prowadzące do powstania rur lawowych: A — wzrost wałów przykorytowych, B — wzrost skorupy nad korytem lawowym, C — oblekanie pojedynczego wąskiego strumienia lawy; według Wood (1976) i Greeley (1987), zmodyfikowane

Fig. 1. Processes forming lava tubes: A — growth of levées, B — roofing of lava channel, C — developing of skin covering lava toe; after Wood (1976) and Gulden (1987), modified

dalszy przepływ odbywa się już wewnątrz tak utworzonej rury lawowej (ryc. 1C; Swanson, 1973).

Wszystkie trzy przedstawione powyżej procesy powstawania rur lawowych były obserwowane współcześnie, przede wszystkim na Hawajach, głównie w latach 1969–1971, podczas wylewu powstającego wówczas wulkanu Mauna Ulu (np. Greeley, 1971; Swanson, 1973; Peterson & Swanson, 1974), a także na Etnie (Guest i in., 1980; Calvari & Pinkerton, 1998, 1999). Wymienieni powyżej badacze stwierdzili, że powstaniu rur lawowych sprzyja przeciętne lecz stałe tempo wypływu lawy. Wypływ taki powinien trwać dłużej niż 2–3 dni. Po upływie tego czasu, tworzy się już system rur lawowych. Rury takie są ostatecznie uformowane w czasie od kilku



Ryc. 2. Otwór małej rury lawowej częściowo wypełnionej zakrzepłą lawą, przekop drogi koło La Restinga, wyspa El Hierro, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 2. Entrance to a small lava tube partly filled in with consolidated lava, road cut near La Restinga, El Hierro Island, the Canary Islands



Ryc. 3. Meander wcięty w dno rury lawowej; Cueva de San Marcos, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 3. Meander incised into the bottom of lava tube; Cueva de San Marcos, Tenerife, the Canary Islands

dni do około miesiąca (Greeley, 1971; Peterson & Swanson, 1974; Calvari & Pinkerton, 1998). Tak więc rury lawowe powstają w czasie co najmniej pięć rzędów wielkości krótszym niż tej samej wielkości jaskinie krasowe rozwinięte w wapieniach (por. Palmer, 1991). System rur prowadzi lawę w kierunku położonych niżej stref stale rozrastającego się potoku lawowego. Wiadomo jest, że lawa płynąc poprzez rury może poruszać się z prędkością ok.



Ryc. 4. Korytarz o asymetrycznym przekroju poprzecznym utworzonym na skutek erozji bocznej płynącej lawy, na spągu lava typu aa, ściany pokryte miękkim węglanowym osadem typu mleka wapiennego, Cueva del Viento, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 4. Assymetrical cross section of passage due to erosion of flowing lava, note the aa lava on the bottom, walls are covered with soft moonmilk-type carbonate deposits; Cueva del Viento, Tenerife, the Canary Islands



Ryc. 5. Korytarz o asymetrycznym przekroju rozwiniętym na skutek erozji bocznej; zwróć uwagę na niższą rozwiniętą na wypukłej ścianie, na dnie małe koryta ograniczone wałami przykorytowymi, Cueva de Punto Blanco, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 5. Passage with assymetrical cross section due to erosional processes, note lateral niche eroded in convex wall of the passage, small chanell with léeves are developed on the bottom; Cueva de Punto Blanco, Tenerife, the Canary Islands

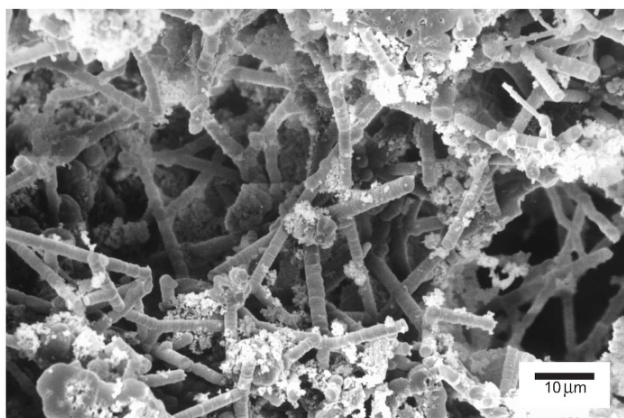
1–6 km/h. Obserwacje współczesnych przepływów wykazały, że rury takie mogą prowadzić do 1 000 000 m³ lawy dziennie (Peterson & Swanson, 1974).

Warto dodać, że Ollier & Brown (1965) postulują odmienny od przedstawionych powyżej mechanizm powstania rur lawowych, na podstawie obserwacji jaskiń w stanie Quinsland (Australia). Autorzy ci twierdzą, że rury lawowe rozwijają się wzdłuż powierzchni ścinania w obrębie laminarnych spływów lawowych o dużej miąższości. Pogląd powyższy nie został potwierdzony, podczas badań współcześnie formujących się rur lawowych na Hawajach (Peterson & Swanson, 1974) i przez wielu autorów został zanegowany (np. przez Wooda, 1976). Podobną genezę przypisują jedynie Greeley & Hyde (1972) części jaskiń w masywie Mount St. Helen, a ostatnio Kempe (1997) niektórym jaskiniom Hawajów.

Przepływy w rurach lawowych i dalsza ich modyfikacja

Rozdzielające się i łączące kanały lawowe, które zamieniają się w rury lawowe są rozmieszczone zgodnie z wzorem roztokowym (*braided pattern*) (Peterson & Swanson, 1974). Stąd też rozkład wielu rur lawowych ma pierwotnie wzór roztokowy, jak np. Cueva del Viento na Teneryfie (Wood, 1976; Wood & Mills, 1977), Kazumura Cave na Hawajach (Allred & Allred, 1997). Następnie jedna z rur staje się głównym korytarzem (*master conduit*) i stopniowo przejmuje dominującą ilość lawy. Zazwyczaj korytarz taki rozwija się wzdłuż najszybciej poruszającej się partii spływu lawowego (np. Greeley & Hyde, 1972; Wood, 1976). Pozostałe rury często są systematycznie zawężane przez krzepnącą lawę i, często, ostatecznie blokowane (ryc. 2).

Obserwacje aktywnych rur lawowych prowadzone na Hawajach wykazały, że przy stałym przepływie poziom lawy w głównym korytarzu stopniowo opada, nawet o ok. 10 m w ciągu miesiąca (Peterson & Swanson, 1974). Wskazuje to na ciągłe powiększanie poprzecznych przekrojów aktywnych rur lawowych. Jest to potwierdzone poprzez obserwacje, że kanały lawowe, jeszcze przed uformowaniem skorupy stropowej, mają głębokość nie przekraczającą 5 m, czyli znacznie mniejszą niż późniejsze rury lawowe.



Ryc. 6. Mikrobiałna struktura wewnętrzna opalowej polewy naciekowej, widok w skaningowym mikroskopie elektronowym
Fig. 6. Microbial fabrics of opal flowstone; SEM image

Istnieją dowody, że w wielu rurach lawowych płynący potok lawy erodował skały starszego podłoża powstałe podczas poprzednich spływów lawowych. Spektakularne przykłady takich zjawisk opisali Greeley & Hyde (1972) z jaskiń na południowych stokach Mount St. Helen, Coombs & Rowland (1994) z Honoapo lava tube (Hawaje), a także Kempe & Oberwinder (1997) z Clague's Cave (Hawaje). We wszystkich tych przypadkach, rury lawowe powstałe pierwotnie w spływie lawy typu *pahoehoe* wcinają się w starsze, niżejległe lawy typu *aa*, a także w osady piroklastyczne.

Poszerzania rur lawowych dowodzą także obserwacje ich wnętrza. Charakterystyczne elementy morfologiczne takich rur to lawospady (*lavafalls*) i meandry wcięte na głębokość kilku metrów w dno występujące poniżej lawospadów, korytarze o asymetrycznym przekroju poprzecznym (ryc. 3–5). Analogiczne elementy powszechnie występują w jaskiniach krasowych związanych z przepływem podziemnych strumieni i stopniowym niszczeniem skał otaczających (por. np. Ford & Williams, 1989).

Lawospady w wielu rurach lawowych, jak np. w Kazumura Cave na Hawajach (Allred & Allred, 1997), w Leviathan Cave w Kenii (Simons, 1998a) osiągają wysokość do 10 m. Kempe (1997) szacuje, że ponad 20% deniwelacji w rurach lawowych to sumaryczna wysokość wszystkich lawospadów. Lawospady i powstające na ich przedpolu meandry rozwijają się na skutek wstecznej i wgłębnej erozji płynącego potoku lawowego (Kempe, 1997). Wykształcenie rur lawowych jako korytarzy o asymetrycznych przekrojach na zakolach dowodzi akrecji na wewnętrznym łuku i równoczesnego niszczenia na łuku zewnętrznym (ryc. 4, 5; Calvari & Pinkerton, 1999). Procesy takie są analogiczne do zachodzących w rzecznych meandrach.

Równoległe z niszczeniem ścian i spągu rur lawowych dochodzi również do niszczenia ich stropu wskutek obrywów. Obrywy są efektem utraty stabilności stropu na skutek systematycznego rozszerzaniem ścian rury lawowej (Kempe, 1997) lub kontrakcji termicznej stygnącej lawy (Allred & Allred, 1997). Obrywy w stropie stale aktywnej rury lawowej zazwyczaj doprowadzają do powstania tzw. świetlików (*skylights*, *hot pukas*). Część autorów (np. Greeley, 1987) postulowała również niszczenie stropu rur lawowych na skutek ponownego roztopienia (*remelting*) lawy.

Pośrednim dowodem na erozję i stałe poszerzanie aktywnych rur lawowych są toceńce lawowe (*lava balls*). Są to fragmenty lawy wyerodowane ze ścian rury. Charakteryzują się one mniejszą gęstością niż płynna lawa (por. Swanson, 1973), podlegają więc łatwo transportowi przez potok lawowy i następnie przyrastają do ścian rury w jej niższej części (Kempe, 1997; Allred & Allred, 1997).

Problemem budzącym wiele kontrowersji pozostają przyczyny powodujące opisane powyżej powiększanie przekrojów rur lawowych. Powszechnie są proponowane dwie: erozja mechaniczna (np. Kempe, 1997; Calvari & Pinkerton, 1999) i erozja termiczna (np. Allred & Allred, 1997). Erozja termiczna może być powodowana spalaniem gazów, głównie atomowego wodoru, wewnątrz aktywnych rur lawowych (Peterson & Swanson, 1974; Greeley, 1987). Wydaje się jednak, że proces ten ma znaczenie tylko w

pobliżu świetlików, gdyż w pozostałej części aktywnych rur lawowych jest zdecydowanie zbyt mała ilość tlenu (Allred, 1998). Innym mechanizmem wywołującym erozję termiczną może być turbulencja lawy spowodowana gradientem temperatur (Allred & Allred, 1997). Natomiast erozja mechaniczna jest wynikiem kinetycznej energii płynącego potoku lawowego często obciążonego niesionymi toczącami lawowymi.

Zawężanie rur lawowych

Lawa płynąc wewnątrz rur podlega także krzepnięciu, co prowadzi do stopniowego zmniejszania przekrojów rur lawowych. W przypadku, gdy krzepnąca lava wypełnia całą rurę, proces zawężania zachodzi w miarę równomiernie na całym jej przekroju (Wood, 1976; Wood & Mills, 1977). Natomiast w sytuacji, gdy potok wypełnia tylko dolną część rury, jedynie tam dochodzi do zawężania rury poprzez akrecję lawy. Widocznym efektem tego są półki (*benches*) znaczące dawną powierzchnię potoku krzepnącej lawy (ryc. 7, patrz III okładki). W skrajnym wypadku półki powstałe na przeciwległych ścianach zrastają się z sobą i rozdzielają rurę na dwa ciągi położone jeden nad drugim.

Często bezpośrednio pod świetlikami powierzchnia płynącego potoku lawowego krzepnie szybciej na skutek intensywnej wentylacji. Efektem tego jest powstanie skorupy na powierzchni potoku, która w nieaktywnych rurach lawowych zachowuje się w formie tzw. wtórnego stropu (*secondary ceiling*). Strop taki może rozwijać się na znacznych dystansach (do kilkuset metrów). Ma to miejsce w dobrze wentylowanych odcinkach aktywnych rur lawowych położonych pomiędzy sąsiednimi świetlikami (Kemp, 1997).

W schyłkowej fazie rozwoju rur lawowych poziom lawy zdecydowanie się obniża. Resztkowy potok lawowy często buduje na dnie rury wały przykorytowe (ryc. 5). Procesy te zachodzą analogicznie, jak na powierzchni i w skrajnym przypadku prowadzą do powstania wewnętrznej, wtórnej rury (*tube-in-tube*). Spektakularne przykłady takich struktur opisali Waters i in. (1990) z Labyrinth Cave System z Kalifornii. Resztkowe potoki lawowe pozostawiają na dnie rur często odmianę lawy *pahoehoe* zwaną lawą sznurową (*ropy pahoehoe*) lub lawę typu *aa*, pomimo, że rura jest rozwinięta w lawie typu *pahoehoe* (ryc. 8, patrz III okładki; por. też ryc. 4, 7). Zjawisko takie jest bardzo częste zarówno w rurach lawowych Hawajów, Wysp Kanaryjskich, jak i zachodnich Stanów Zjednoczonych. Jest ono związane ze stopniowym zwiększaniem lepkości lawy podczas przepływu.

Również w późniejszych etapach rozwoju rur lawowych na ich stropie powstają różnych kształtów stalaktyty lawowe (ryc. 10). Genezę tych utworów przez wiele lat przypisywano wtórnemu topieniu lawy, lecz ostatnie badania Allred & Allred (1998) wykazały, że są one związane z procesami przesączania się i iniekcji nieskonsolidowanej lawy przez porowaty strop rur lawowych.

Znaczenie rur dla rozwoju i propagacji spływów lawowych

Podczas przepływu wewnątrz rury lawowej spadek temperatury płynącego potoku jest bardzo niewielki.

Wynosi on ok. 1 do 2°C na 1 km (Swanson, 1973). Jest to spowodowane izolacją termiczną potoku lawowego od powierzchni ziemi poprzez skonsolidowaną skorupę lawy. Dzięki temu gorąca i płynna lava jest stale doprowadzana do czoła spływu, co umożliwia jego stałe przesuwanie się. W przypadku przepływu lawy otwartymi kanałami, stygnięcie byłoby znacznie szybsze, a więc dystans na jaki płynna lava mogła by być rozprowadzana znacznie krótszy. Tak więc, istnienie rur rozprowadzających płynną lawę jest niezbędne dla ciągłej progradacji spływów lawowych, czego konsekwencją są ich znaczne rozmiary (Malin, 1980). Pogląd powyższy potwierdza analiza spływów lawowych na Hawajach, która wykazała, że najdalsze dystanse osiągały te spływy, które były zasilane przez rury lawowe (Greeley, 1987). Warto dodać, że rury lawowe odgrywają zapewne dużą rolę w rozprowadzaniu lawy w warunkach subakwalnych, np. na deltach lawowych (Moore i in., 1973) lub podczas podmorskich wylewów law. Wydaje się również prawdopodobne, że istnienie takich rur jest odpowiedzialne za powstanie rozległych spływów lawowych na Marsie, a być może także na Księżycu (np. Francis, 1993, p. 150, 402, 422).

Osady wewnętrzne w rurach lawowych

W przeciwieństwie do jaskiń krasowych, które są integralnie związane z przepływem wody, rury lawowe zazwyczaj są suche i nie występują w nich aktywne ciekły wodne. W związku z tym rury lawowe są zwykle pozbawione klastycznych osadów wewnętrznych. Wyjątkiem są niektóre rury położone na południowych stokach Mount St. Helen, gdzie miąższość żwirów i piasków sięga miejscami do 1 m (Greeley & Hyde, 1972). W innych rurach większe nagromadzenia osadów klastycznych spotyka się jedynie w strefach przyotworowych. W ostatnich latach wykonuje się kompleksowe badania takich osadów. Właśnie na podstawie zmian petrograficznych cech w profilu osadów Cueva del Llano, przeprowadzono rekonstrukcję późnoplejstoceńskich i holocenijskich zmian klimatu na wyspie Fuerteventura (Coello i in., 1999). Natomiast zawarty w osadach tej jaskini materiał kostny pozwolił zrekonstruować zmiany zespołów fauny w holocenie (Castillo i in., 2001). Podobne rekonstrukcje wykonano w oparciu o szczątki kręgowców z rur lawowych na Galapagos, gdzie wykazano, że najdramatyczniejsze przemiany zespołu fauny zostały na tej wyspie zapoczątkowane przez człowieka (Steadman i in., 1991).

W jaskiniach lawowych, poza osadami klastycznymi, występują również różnorodne nacieki. Najczęściej są to utwory zbudowane z opalu, węglanów lub gipsu (ryc. 4, 6, 9, 10, patrz III okładki; Swartzlow & Keller, 1937; Wood, 1976). Nacieki opalowe mają zazwyczaj identyczne kształty, jak węglanowe nacieki z jaskiń krasowych (ryc. 9). Wewnętrzna struktura nacieku opalowego pochodzącego z jednej z jaskiń Teneryfie wskazuje, że żel krzemionkowy wytrącony był zapewne na plechach grzybów (ryc. 6). W wielu jaskiniach lawowych występują nacieki węglanowe, analogiczne jak mleko wapienne znane z jaskiń krasowych. Nacieki takie autorzy obserwowali w Cueva del Viento (ryc. 4). Podobne formy nazywane *caliche* są wzmiankowane m.in. z Mushpot Cave i Golden Dome Cave w Kalifornii. Utwory te są zapewne pochodzenia biogenicznego (Waters i in., 1990).

Wykorzystanie jaskiń lawowych przez człowieka

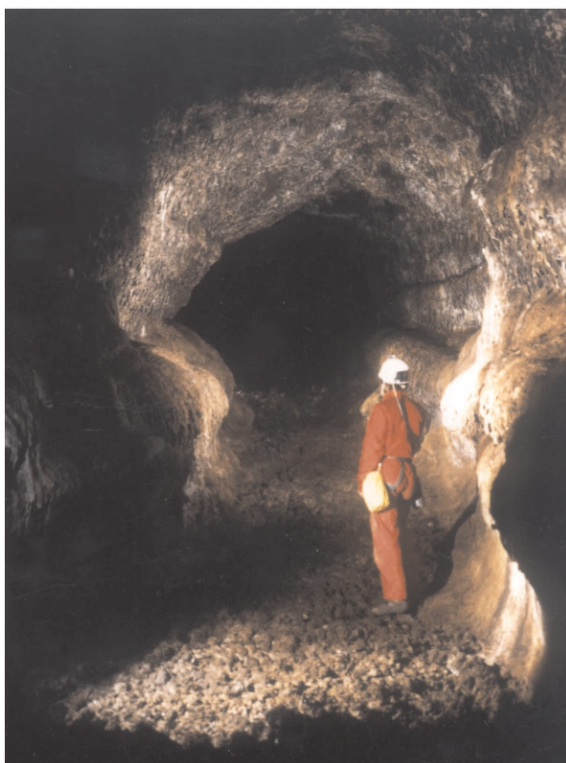
Jaskinie lawowe w wielu rejonach świata były wykorzystywane przez człowieka. Pierwotni mieszkańcy zasiedlali przyotworowe partie niektórych jaskiń Hawajów (Allred & Allred, 1997), Wysp Kanaryjskich (Aránega, 1995), Kenii (Simons, 1998a) czy Stanów Zjednoczonych (Waters i in., 1990). Świadczą o tym zarówno różnorodne materiały archeologiczne oraz malowidła znajdujące na ścianach jaskiń, jak np. w Fern Cave w Kalifornii (Waters i in., 1990). W niektórych częściach świata jaskinie lawowe były wykorzystywane gospodarczo. Najlepszym przykładem jest Kenia, gdzie w latach 1966–1984 prowadzono na przemysłową skalę intensywną eksploatację guana nietoperzy. Szacuje się, że w tym czasie wydobyto tam ponad 3500 ton guana używanego następnie jako nawóz, głównie na plantacjach kawy (Simons, 1998b).

Odwiedzenie jaskiń lawowych na Wyspach Kanaryjskich i napisanie tego artykułu nie byłoby możliwe bez otrzymania niedostępnej w Polsce literatury przedmiotu, którą autorom uprzejmie dostarczyli: Tim Atkinson (Londyn), Jolanta Bednarczyk (Dallas), Sonia Calvari (Catania), Helena Hercman (Warszawa), Jacek Motyka (Kraków) i Venceslao Martin Rosales (Granada). Jadwiga Faber wykonała skaningowe fotografie nacieków, a Mariusz Szelerewicz umożliwił przygotowanie ilustracji. Michał Gradziński jest wspierany przez Fundację na Rzecz Nauki Polskiej (subsydium dla prof. J. Kaźmierczaka). Autorzy dziękują anonimowemu recenzentowi za cenne i wnikliwe uwagi.

Literatura

- ALLRED K. 1998 — Lava tube remelt by radiant heat and burning gasses. *Inter. Jour. Speleol.*, 27B: 125–134.
- ALLRED K. & ALLRED C. 1997 — Development and morphology of Kazumura Cave, Hawaii. *Jour. Cave and Karst Studies*, 59: 67–80.
- ALLRED K. & ALLRED C. 1998 — Tubular lava stalactites and other related segregations. *Jour. Cave and Karst Studies*, 60: 131–140.
- ARÁNEGA J. J. B. (ed.) 1995 — Catálogo espeleológico de Tenerife. Museo Ciencias Naturales de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife.
- CALVARI S. & PINKERTON H. 1998 — Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991–1993 eruption of Mount Etna. *Jour. Geophys. Res.*, 103: 27291–27302.
- CALVARI S. & PINKERTON H. 1999 — Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms. *Jour. Volcan. Geotherm. Res.*, 90: 263–280.
- CASTILLO C., MARTÍN-GONZÁLEZ E. & COELLO J. J. 2001 — Small vertebrate taphonomy of La Cueva del Llano, a volcanic cave on Fuerteventura (Canary Islands, Spain). *Palaeoecological implications*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 166: 277–291.
- CHABERT C. & COURBON P. 1997 — Atlas des cavités non calcaires du monde. Union International de Spéléologie, Saint Julien du Sault.
- COELLO J. J., CASTILLO C. & MARTÍN GONZÁLEZ E. 1999 — Stratigraphy, chronology, and palaeoenvironmental reconstruction of the Quaternary sedimentary infilling of a volcanic tube in Fuerteventura, Canary Islands. *Quater. Res.*, 52: 360–368.
- COOMBS C. R. & ROWLAND S. K. 1994 — Thermal erosion in lava tube: Honoapo, Mauna Loa volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer., Annual Meeting, Seattle*, 26(7): A118–119.
- FORD D. C. & WILLIAMS P. W. 1989 — Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London.
- FRANCIS P. 1993 — Volcanoes. A planetary perspective. Clarendon Press, Oxford University Press, Oxford.
- GREELEY R. 1971 — Observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geology*, 2: 207–223.
- GREELEY R. 1987 — The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *U.S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1350: 1589–1602.
- GREELEY R. & HYDE J. H. 1972 — Lava tubes of the cave basalt, Mount St. Helens, Washington. *Geol. Society Amer. Bull.*, 83: 2397–2418.
- GUEST J. E., UNDERWOOD J. E. & GREELEY R. 1980 — Role of lava tubes in flows from the Observatory Vent, 1971 Eruption on Mount Etna. *Geol. Mag.*, 117: 601–606.
- GULDEN B. 2001 — World long lava tubes. www.pipeline.com/~caverbob/lava.htm
- KEMPE S. 1997 — Lavafalls: a major factor for the enlargements of lava tubes on the Kilauea and Hualalai, Hawaii. [W:] Jeannin P.-Y. (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. Swiss Speleological Society, La Chaux-de-Fonds: 445–448.
- KEMPE S. & OBERWINDER M. 1997 — The upper Huehue flow (1801 eruption, Hualalai, Hawaii): An example of interacting lava flows yielding complex lava tube morphologies. [W:] Jeannin P.-Y. (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. Swiss Speleological Society, La Chaux-de-Fonds: 449–452.
- MACDONALD G. A. 1953 — Pahoehe, aa, and block lava. *Amer. Jour. Sc.*, 251: 169–191.
- MALIN M. C. 1980 — Lengths of Hawaiian lava flows. *Geology*, 8: 306–308.
- MARTINEZ DE PISÓN E., ROMERO RUIZ C. & QUIRANTES GONZÁLEZ F. 1989 — Las cavidades volcánicas del archipelago Canario. [W:] Dum J. & López-Martínez J. (eds), *El karst en España*. Societa Espeleologica Española, Madrid: 231–240.
- MEDVILLE D. M. & MEDVILLE H. E. 1997 — Recent exploration of lava tube systems in Kona and on Mauna Loa, Hawaii. [W:] Jeannin P.-Y. (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. Swiss Speleological Society, La Chaux-de-Fonds: 457–459.
- MIDDLETON G. & HALLIDAY W. 1997 — Caves of the Republic of Mauritius, Indian Ocean. [W:] Jeannin P.-Y. (ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. Swiss Speleol. Soc., La Chaux-de-Fonds: 437–440.
- MOORE J. G., PHILLIPS R. L., GRIGG R. W., PETERSON D. W. & SWANSON D. A. 1973 — Flow of lava into the sea, 1969–1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 537–546.
- OLLIER C. D. & BROWN J. P. 1965 — Lava caves of Victoria. *Bull. Volcan.*, 28: 215–229.
- PALMER A. N. 1991 — Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 1–21.
- PETERSON D. W. & SWANSON D. A. 1974 — Observed formation of lava tubes during 1970–1971 at Kilauea volcano, Hawaii. *Stud. Speleol.*, 2: 209–223.
- SIMONS J. W. 1998a — Volcanic caves of West Africa — an overview. *Intern. Jour. Speleol.*, 27B: 11–20.
- SIMONS J. W. 1998b — Guano mining in Kenyan lava tunnel caves. *International Jour. Speleol.*, 27B: 33–51.
- SPARKS R. S. J., PINKERTON H. & HULME G. 1976 — Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily. *Geology*, 4: 269–271.
- STEADMAN D. W., STAFFORD T. W. Jr., DONAHUE D. J. & JULL A. J. T. 1991 — Chronology of Holocene vertebrate extinction in the Galápagos Islands. *Quater. Res.*, 36: 126–133.
- SWANSON D. A. 1973 — Pahoehe flows from the 1969–1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 615–626.
- SWARTZLOW C. R. & KELLER W. D. 1937 — Coralloidal opal. *Jour. Geol.*, 45: 101–108.
- WATERS A. C., DONNELLY-NOLAN J. M. & ROGERS B. W. 1990 — Selected caves and lava-tube systems in and near Lava Beds National Monument, California. *U.S. Geol. Surv., Bull.*, 1673: 1–102.
- WENTWORTH Ch. K. & MACDONALD G. A. 1953 — Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. *Geol. Surv. Bull.*, 994: 1–998.
- WOOD C. 1976 — Caves in rocks of volcanic origin. [W:] Ford T. D. & Cullingford C. H. D. (eds) *The science of speleology*. Academic Press, London: 127–150.
- WOOD C. & MILLS M. T. 1977 — Geology of the lava tube caves around Icod de los Vinos, Tenerife. *Trans. British Cave Res. Ass.*, 4: 453–469.

Jaskinie lawowe — zarys problematyki (patrz str. 1191)



Ryc. 7. Korytarz z półkami na obu ścianach; zwróć uwagę na lawę typu aa na spągu; Cueva del Viento, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 7. Passage with lateral benches, note aa lava on the bottom; Cueva del Viento, Tenerife, the Canary Islands



Ryc. 9. Opalowa polewa na ścianie Cueva del Viento, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 9. Opal flowstone on the wall of Cueva del Viento, Tenerife, the Canary Island



Ryc. 8. Lawa sznurowa na ścianie Cueva del Viento, Teneryfa, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 8. Ropy pahoeohoe on the wall of Cueva del Viento, Tenerife, the Canary Islands



Ryc. 10. Gipsowe stalaktyty rozwinięte na stalaktytach lawowych; Cueva la Paloma, wyspa El Hierro, Wyspy Kanaryjskie

Fig. 10. Gypsum stalactites formed on lava stalactites; Cueva la Paloma, El Hierro Island, the Canary Islands